

Comunicación AI-12

CASO DE PRECIPITACIONES CONVECTIVAS MUY INTENSAS CON NUBES DE DESARROLLO MODERADO: 21-9-95. PARTE II: ENTORNOS SINÓPTICO Y MESOESCALAR

Luis A. Vázquez y Begoña Guzman

CMT de Cataluña (INM)

RESUMEN

Las mayores cantidades y más altas intensidades de precipitación convectiva del día 21 de septiembre de 1995, tuvieron lugar entre el final de la tarde y primeras horas de la noche sobre el litoral del Maresme, Barcelonés, Baix Llobregat y Garraf, como se describe detalladamente en la Parte I de este estudio (R. Pascual y E. Terradellas, 1996).

*El análisis de las condiciones sinópticas y mesoescalares, necesarias y favorables para la formación de chubascos intensos en áreas mediterráneas permite destacar, en este caso, la posible preeminencia de mecanismos de ascenso forzado desde niveles bajos relacionados con las brisas costeras y la orografía. El análisis de datos de suelo, aerológicos y del modelo HIRLAM, operativo en el INM, indican **modificación** del perfil de la estabilidad vertical por advección diferencial en niveles **troposféricos** medios y bajos y la no existencia de forzamiento inhibitor descendente de la convección, como factores ambientales contributivos a esta convección de otoño.*

1. Introducción

Las condiciones necesarias y favorables para las grandes lluvias y precipitaciones intensas de otoño en las regiones mediterráneas, como ha sintetizado A. Jansá (1995) son:

Necesarias:

- Aire «cálido» y húmedo a niveles bajos y aire «frío» a nivel alto.
- Mecanismo de ascenso forzado y de alimentación desde abajo.
- Ausencia de forzamiento descendente a nivel alto.

Favorables:

- Entrada y mezcla de aire africano.
- Depresión superficial, organizadora de la circulación, alimentación y ascenso en niveles bajos.
- Forzamiento ascendente en niveles altos.

Con alta frecuencia, el esquema conceptual prevalente en la interpretación y expectativa de procesos de convección mediterránea reclama la presencia de vaguadas o gotas frías en niveles altos, con ramales de chorro asociados (*jet stream*, acoplamientos de alto y bajo nivel) y sus correspondientes circulaciones *ageostroficas* transversales u otros, como elevación frontal en bajos niveles, estabilidad simétrica, etc...y también, la presencia o formación (ciclogénesis mediterránea) de una baja superficial que organiza y focaliza un flujo cálido-húmedo proporcionando mecanismos de alimentación y ascenso desde niveles bajos.

Las condiciones meteorológicas de esta situación que analizamos en el apartado siguiente, se dieron como factores necesarios para la producción de convección, pero en un entorno atmosférico poco *prototípico* en el sentido de las características más frecuentes que resultan favorables a este tipo de fenómenos, como las referidas en párrafos precedentes.

2. Análisis sinóptico y mesoescalar

Se ha señalado el ámbito costero como lugar de la convección más intensa. En la Fig. 1, la localización aparente de las descargas eléctricas es sobre las laderas de los promontorios orográficos del litoral de Barcelona (400-600 m, aproximadamente).

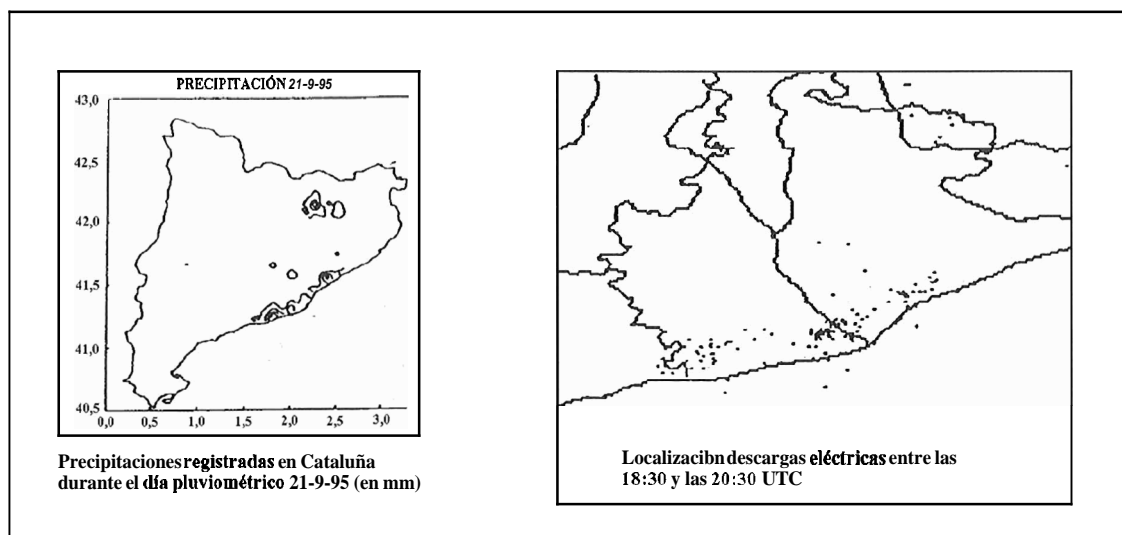
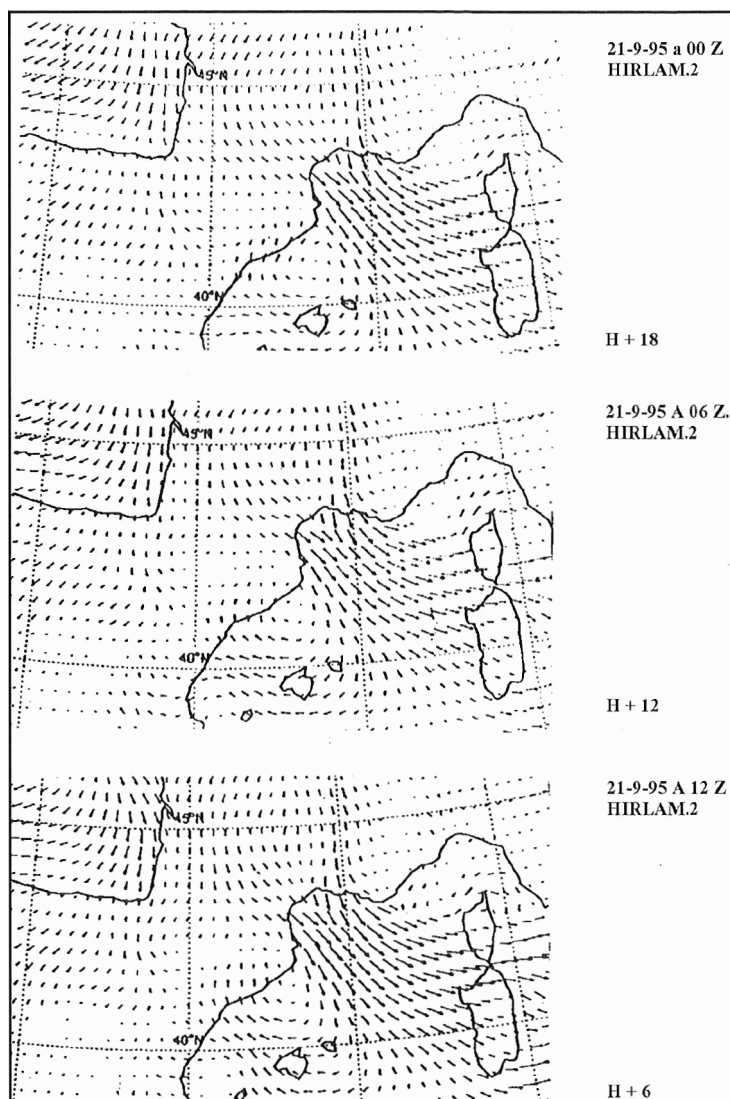


Fig. 1

Las ejecuciones del HIRLAM de las 0, 6 y 12 UTC para las 18 UTC (8 h de la tarde) de la Fig. 2, coinciden **cualitativamente** en mostrar un viento superficial con los rasgos estructurales que las observaciones de suelo confirmaron: el sistema de vientos mistral-tramontana, más próximo al tipo A de la clasificación confirmada en PYREX, cierzo flojo a moderado en el valle del Ebro y viento de componente sur en costas de Barcelona y Tarragona, que podría identificarse como la *marinada* de brisa que sopló este día. No obstante, este viento arranca desde mar bastante adentro y se introduce hasta el interior de Cataluña.

Los análisis de geopotencial a las 12 y 18 UTC en superficie de la Fig. 3, muestran efecto orográfico y distribución *dipolar* de presión en las áreas alpina y pirenaica.

**Fig. 2**

Es interesante destacar la situación en niveles altos de la circulación macroescalar, Fig. 3. El territorio catalán queda en la confluencia de dos flujos principales: al norte, un flujo ciclónico asociado a un vórtice que evolucionó sobre el SE de Francia y que barre sensiblemente los dos tercios norte del territorio. Al sur, un flujo de W/SW, recorriendo el sur de Cataluña y que pertenece a un flujo general con chorro alineado entre Murcia, Palma de Mallorca y Córcega.

Este marco daba lugar a un forzamiento moderado ascendente en niveles altos y en niveles muy bajos, como se muestra en el diagnóstico de $\text{div}Q$ en la Fig. 4, para las 12 y 18 UTC.

Normalmente, las situaciones de viento superficial como la de este caso, van asociadas a configuraciones en altura de tipo anticiclónico, generalmente con importante proceso subsidente y calentamiento dinámico troposférico, que modifica el perfil termodinámico vertical sobre el área, en el sentido de acrecentar la estabilidad e inhibir un eventual inicio convectivo, que no lograría alcanzar gran profundidad e intensidad.

La situación que analizamos, por el contrario, evolucionó en condiciones adecuadas para que, en caso de disparo convectivo, éste no encontrara dificultades en progresar y desarrollarse suficientemente. Desde

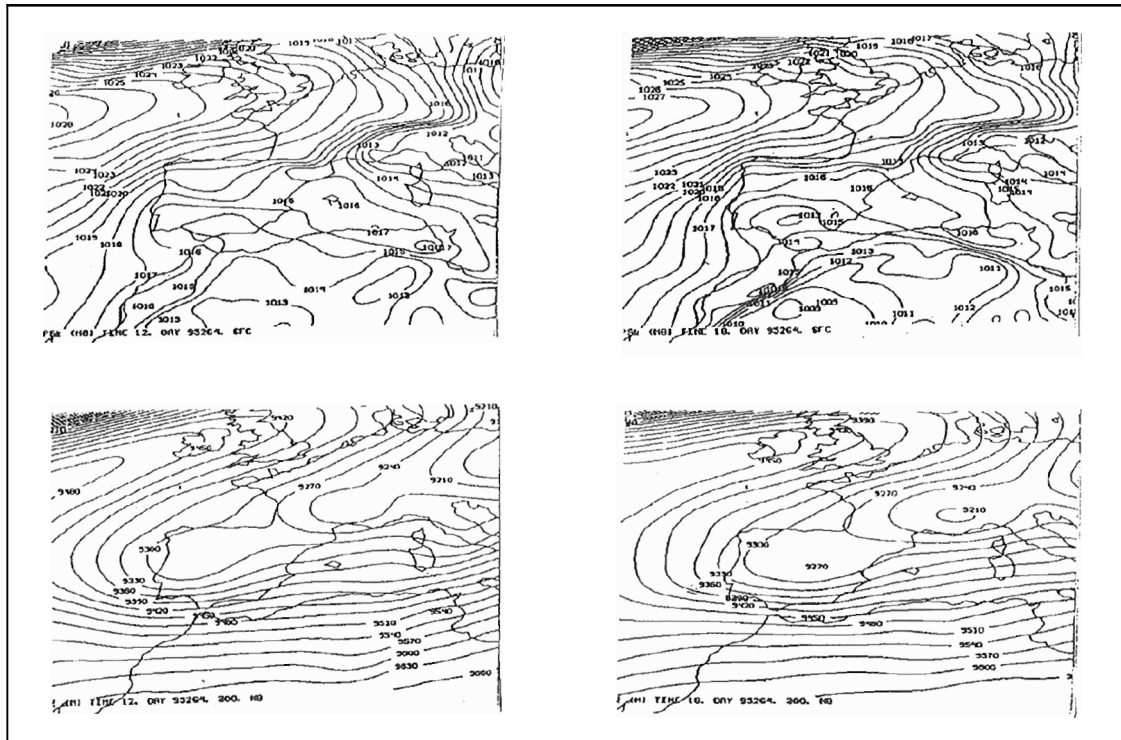


Fig. 3

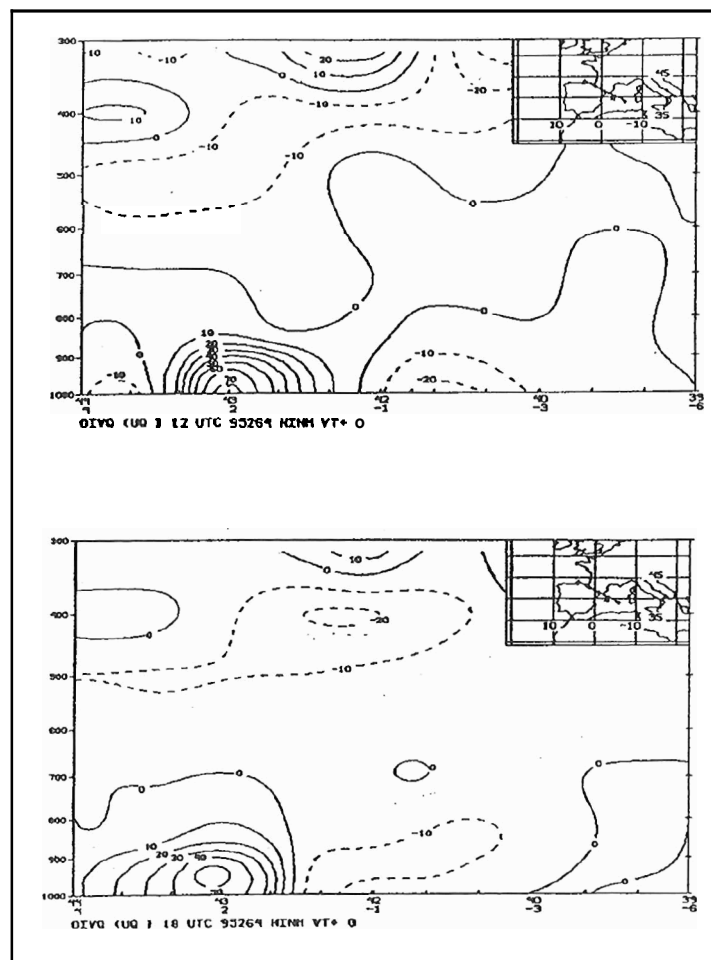


Fig. 4

este punto de vista, la situación del día 21-9-95, si bien no cabría considerarla excepcional, resulta algo singular en cuanto a la dinámica de niveles medio-altos, con vientos regionales típicos en niveles bajos.

En niveles más próximos al suelo, cabe considerar dos efectos:

- la advección horizontal diferencial en la vertical que, en un estrato desde el suelo hasta unos 700 hPa era positiva sobre la zona litoral tanto para la temperatura virtual media del estrato como para la temperatura potencial equivalente en bajos niveles; por el contrario, en el estrato 700-500 hPa y en ese nivel las respectivas advecciones se muestran negativas, como puede verse en las Figs. 5 (para las 12 y 18 UTC) y 6, respectivamente;
- el calentamiento diferencial tierra-mar y la formación de una brisa, cuya componente vertical hacia arriba, sobre tierra, pudo alcanzar intensidad suficiente como para provocar el disparo convectivo y liberar la inestabilidad potencial que fue incrementándose a lo largo del día, como se muestra en la sección transversal de temperatura potencial equivalente, dentro de un estrato desde el suelo hasta unos 700 hPa de la Fig. 7.

En la Fig. 8, los sondeos de Palma indican humidificación y aumento de la inestabilidad en el estrato indicado. La Fig. 9 muestra el análisis HIRLAM de las 12 y 18 UTC, de la proporción de mezcla y su notable aumento sobre el área costera en una sección transversal vertical.

Las características de la brisa no son fáciles de diagnosticar con las herramientas de análisis utilizadas. Los valores de viento costero no presentaron excepcionalidad aparente (7 a 13 m s^{-1} las rachas máximas en Barcelona y Aéropt. de Barcelona respectivamente). El viento del sector SE, persistió durante las horas inmediatas al crepúsculo aumentando algo su velocidad, cuando habría decaído o rolado en un ciclo de marinada convencional (Fig. 8). Efecto, quizás, debido a la continuidad con las corrientes ascendentes de la propia convección. Esta intensificación relativa del viento superficial no se apreció en otros observatorios costeros o del interior de Cataluña.

El diagnóstico de este movimiento hacia arriba, que pudo liberar la inestabilidad potencial, requeriría al menos un tratamiento de simulación numérica adecuado. La estructura termodinámica y la circulación

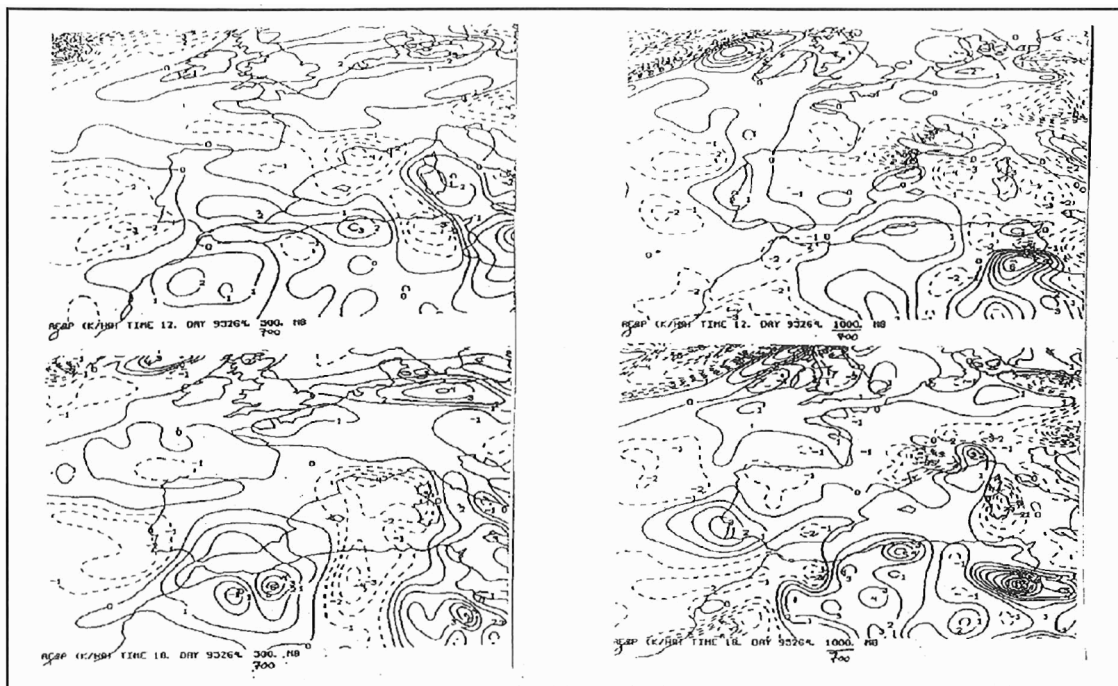


Fig. 5

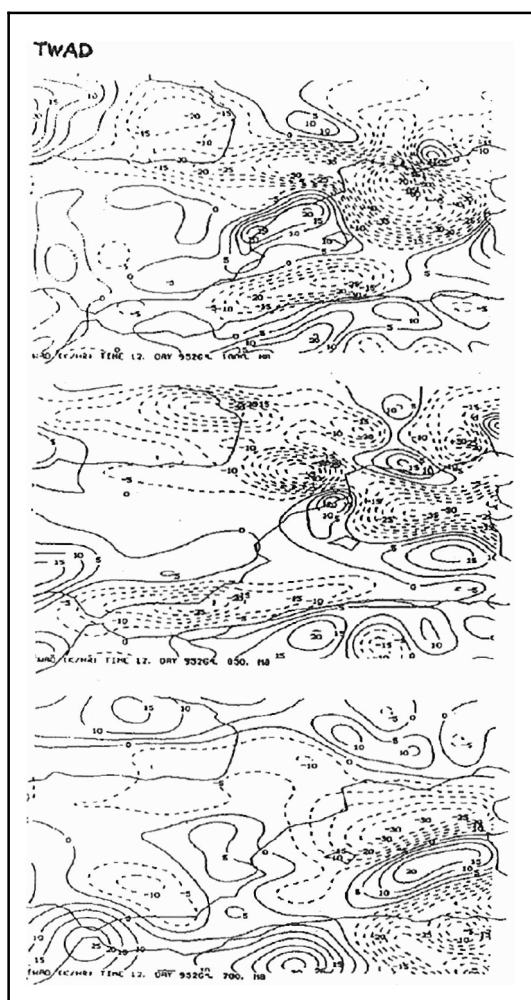


Fig. 6

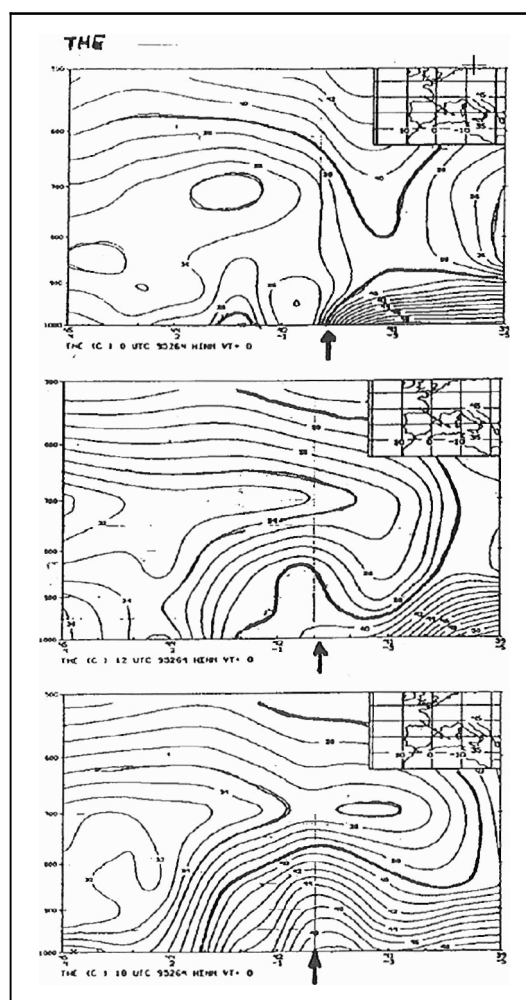


Fig. 7

vertical de mesoescala causada por un gradiente horizontal de temperatura fuerte, como el que da lugar a la brisa costera, ha sido extensamente simulado. Por otra parte, estas características termodinámicas son muy semejantes a las obtenidas en la simulación de la convergencia horizontal por procesos en la capa límite planetaria, asociados con un fuerte gradiente horizontal de temperatura, como el que se puede observar en líneas secas, donde el mecanismo básico es la variación diurna del gradiente horizontal de temperatura a través de este tipo de fronteras.

Sun y Ogura (1978) concluyeron en que si un viento sinóptico en bajo nivel sopla en la dirección correcta (hacia el mar en la terminología de la brisa costera), un gradiente de temperatura de bajo nivel como el que se ha observado en casos de líneas de turbonada (unos $4 \text{ K}/100 \text{ km}$) es capaz de generar movimiento vertical hacia arriba con suficiente intensidad como para liberar la inestabilidad potencial.

El sector costero de la tramontana (Girona), viento que sopló durante todo el día, no experimentó convección precipitante. Efectivamente, tampoco experimentó la advección diferencial vertical, ni el establecimiento de *marinada* en niveles bajos.

Otro factor a considerar en juego también, es la localización e intensidad del dipolo orográfico pirenaico, como inductor de deformación y estrechamiento en el campo de viento de niveles bajos sobre la zona litoral y prelitoral catalana, contribuyendo a un forzamiento ageostrófico según la teoría sobre estas circulaciones secundarias forzadas para zonas baroclinas estrechas formulada por Sawyer (1956) y Eliassen (1962).

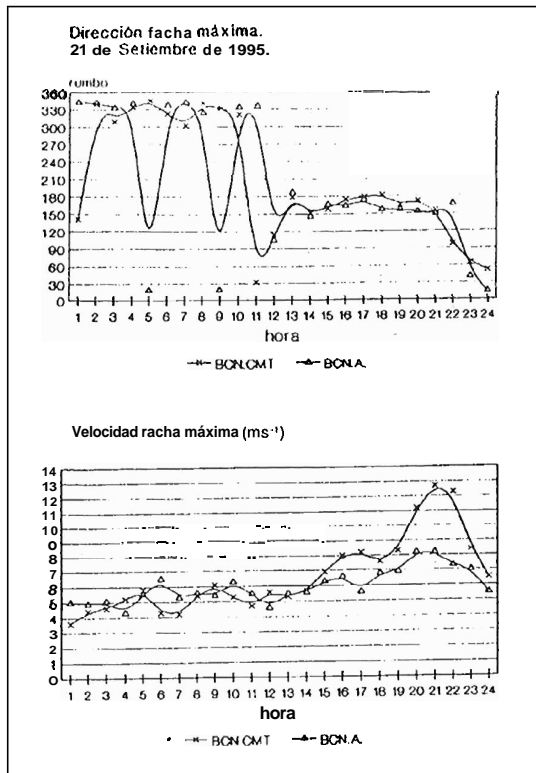


Fig. 8

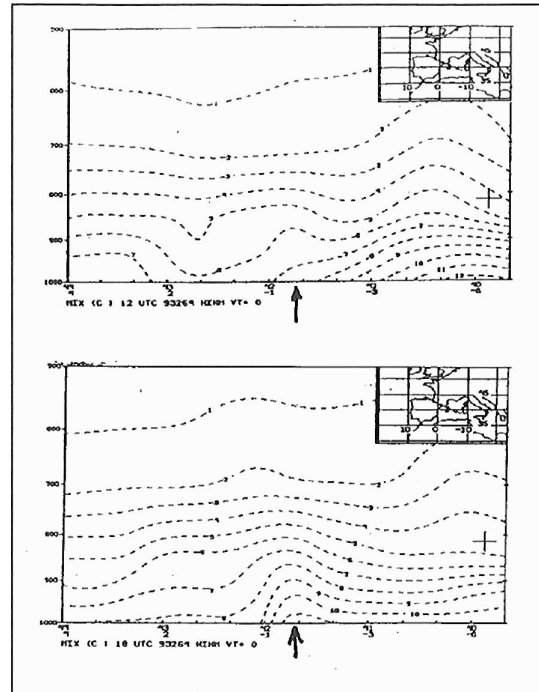


Fig. 9

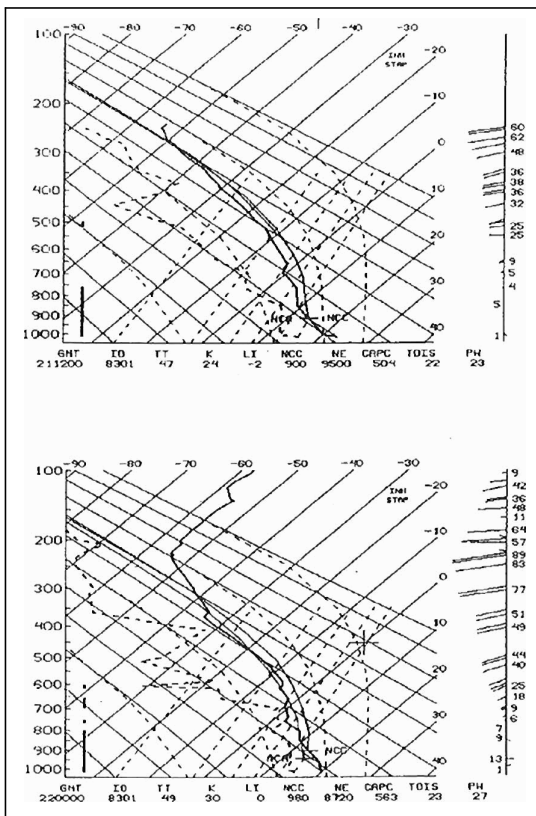


Fig. 10

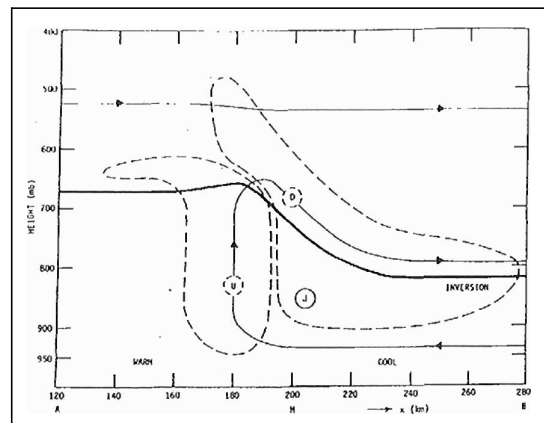


Fig. 11. Corte vertical esquemático a través de una línea seca: U y D, movimiento ascendente y descendente, respectivamente (Ogura y Sun, 1978)

3. Conclusiones

- La circulación de escala sinóptica no daba lugar a forzamiento descendente inhibitor de la convección (lo contrario, es lo más frecuente con vientos superficiales del tipo de los observados).
- La conjunción de la brisa y la orografía, pudieron aportar el mecanismo de ascenso forzado desde abajo. Los frentes de racha superficiales encontraron una cizalladura vertical favorable al desarrollo de nuevas corrientes ascendentes según un esquema del tipo de Rottunno y otros (1988).
- La advección relativamente fría sobre Cataluña, por encima de unos 700 hPa y cálida y húmeda por debajo, incrementó la energía potencial convectiva disponible.
- El diagnóstico y estimación del ascenso forzado de bajos niveles y sus componentes contributivas no es factible (excepto en una aproximación conceptual) con los niveles de resolución de los modelos operativos y convendría un tratamiento experimental de simulación numérica (que ya se ha iniciado con el modelo HIRLAM).

Referencias

Eliassen, A., 1962: On the vertical circulation in frontal zones. Geofys. Publ., 24(4), 14.

Sawyer, J. S., 1956: The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. Proc. Roy. London, A234, 346-362.

Jansà, Agustí, 1995: Peculiaritats meteorològiques de la Mediterrània occidental. Institut d'Estudis Catalans.

Rottunno, R.; J. B. Klemp y M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. J. Atmos. Sci., 45, 463-485.

Pascual, R. y E. Terradellas, 1996: IV Simposio Nacional de Predicción. (Comunicación A1-11).